Journal of Water and Soil
https://jsw.um.ac.ir

Research Article
Vol. 38, No. 5, Dec.-Jan. 2024, p. 629-647

Trend Analysis of Temperature Changes in Northwest of Iran Using Extreme Indices and Its Relation to Atmospheric Circulation

Kh. Javan[1]*, A. Movaghari[2]

1 and 2- Associate Professor and Assistant Professor of Climatology, Department of Geography, Urmia University, Urmia, Iran, respectively.
(*- Corresponding Author Email: kh.javan@urmia.ac.ir)

Received: 02-01-2024 Revised: 24-10-2024 Accepted: 26-10-2024 Available Online: 26-10-2024	**How to cite this article:** Javan, Kh., & Movaghari, A. (2024). Trend analysis of temperature changes in northwest of Iran using extreme indices and its relation to atmospheric circulation. *Journal of Water and Soil, 38*(5), 629-647. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22067/jsw.2024.86169.1366

Introduction

The most important effect of global warming is the increase in extreme weather events. According to AR5 reports, between 1951 and 2010, the number of warm days and nights increased and the number of cold days and nights has declined globally. In addition, the duration and frequency of hot periods, including thermal waves, have increased since the middle of the twentieth century. The trend analysis of temperature extreme indices is important in estimating the trend of global warming. Temperature Changes are affected by many complex factors. A significant part of these changes is due to the elements of the general circulation of the atmosphere and the sea surface temperature. Given that extreme weather events are one of the most devastating natural hazards and have harmful effects on different parts of society, therefore, many researchers have studied the changes in the past and future of extreme events and the mechanisms that trigger these changes. This research attempts to study the trend of changes in extreme temperature indices in North-West of Iran, and also their relation with general circulation of atmosphere.

Materials and Methods

At first, diurnal data of minimum and maximum temperature of 20 synoptic stations of the Northwest of Iran, which have long-term and reliable statistics, extracted for the period of 1986-2010 and quality control and data homogeneity of them were investigated. afterwards, 16 Extreme temperature indices introduced by ETCCDMI were applied. In general, these indices are categorized into five categories of absolute indices, based on percentiles, based on thresholds, periodic, and amplitudes that measure the frequency, severity and duration of the temperature. These indices are estimated by RClimDex software and the trend rate of the changes in indices was shown through maps. To measure the changes in the general circulation of atmosphere the annual mean circulation composites extracted for the periods of 1961-1985 and 1986 -2016 based on the reanalysis data of the NCEP / NCAR. Then the difference maps plotted using grads software.

Results

The regional trend of extreme indices and the percentage of stations with a positive and negative trend were identified and the spatial distribution of the gradient of each of the indices was mapped. The results show that all absolute temperature indices have an increasing trend. On average, the maximum temperature (TXx and TXn) has increased by about 0.04 degrees over the decade. The increase rate of TNx is about 0.03 degrees, while the TNn increased by about 0.1 degrees Celsius per decade during the study period. Therefore, in the north-west of Iran, temperature increase has mainly occurred at night. The values of cold days (TX10) and cold nights (TN10) decreased with a gradient of -0.46 and -0.42 days in the decade. The warm days (TX90) and warm nights (TN90)

https://doi.org/10.22067/jsw.2024.86169.1366

have an increasing trend in 95% of the stations in the area. Frost days (FD) and icing days (IDs) have a decreasing trend, whereas, summer days (SU25) and tropical nights (TR20) have an increasing trend. The number of frost days with a gradient of -0.95 and the number of icing days with a gradient of -0.63 days in decade are decreasing. While, the number of summer days with a gradient of 0.81 and the number of tropical nights with gradient of 0.31 days in decade are increasing. In the northwest of Iran, all stations have been experiencing the increasing trend in Warm Spell Duration Index (WSDI), but the Cold Spell Duration Index (CSDI) in 70% of the stations in the region has decreased. Growing season length, as an effective index especially in agriculture, is increasing by an average of 1.1 days per decade. Based on the results of research carried out globally and at Iran, the trend of Daily Temperature Range (DTR) is negative, while this index has a positive and increasing trend in 65% of North-West stations in Iran. Except TNx and TNn indices that have positive trend in most stations in the region, Comparison of warm and cold extreme indices indicates that warm indices have a positive and incremental trend, while cold indicators show a decreasing trend. The positive gradient of these indices also corresponds to the decreasing trend of cold day and night indices, which indicates an increase in temperature and a decrease in cold days and nights. The study of large-scale changes in atmospheric circulation shows that the study area has got warmer in the spring and summer and colder in autumn and winter.

Conclusion

In this study, the trend of temperature extreme indices in North-West of Iran and its relation with the large-scale general circulation of the atmosphere have been investigated. The results show that all absolute temperature indices (TXx, TXn, TNx and TNn) are incremental. The indices of cold days (TX10) and nights (TN10) decreased with a gradient of -0.46 and -0.42 days in the decade and the indices of warm days (TX90) and warm nights (TN90) are increasing in 95% of the stations in the area. Frost days and icing days (IDs) show declining trend and summer days (SU25) and tropical nights (TR20) have an increasing trend. In the north-west of Iran, all stations have experienced an increasing trend in warm spell duration index (WSDI), but the cold spell duration index (CSDI) has been decreasing in 70% of the stations in the area. Growing season length (GSL) is increasing by an average of 1.1 days in every decade. Daily temperature range (DTR) has a positive and increasing trend in 65% of stations in north-west Iran. Comparison of warm and cold extreme indices indicates that warming indices have a positive and incremental trend, while cold indices show a decreasing trend. Study of the general circulation of atmosphere of the region by drawing and analyzing difference maps indicates that the study area has been warmer in spring and summer and colder in autumn and winter.

Keywords: Atmosphere circulation, Climate change, Northwest of Iran, Temperature indices

نشریه آب و خاک
https://jsw.um.ac.ir

مقاله پژوهشی
جلد ۳۸ شماره ۵، آذر- دی ۱۴۰۳، ۶۴۷-۶۲۹

تحلیل روند دمای شمال غرب ایران بر اساس مقادیر فرین و ارتباط آن با گردش کلی جو

خدیجه جوان[1*]- علیرضا موقری[2]

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۱۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۰۵

چکیده

بررسی تغییرات وقایع حدی ناشی از گرمایش جهانی و تغییر اقلیم و ارزیابی اثرات آنها بر بخش‌های مختلف جامعه بسیار مهم است. هدف از این تحقیق بررسی تغییرات شاخص‌های حدی دما در شمال‌غرب ایران و ارتباط آنها با گردش کلی جو می‌باشد. بدین منظور ابتدا با استفاده از داده‌های دمای روزانه ۲۰ ایستگاه سینوپتیک شمال غرب ایران در دوره ۲۵ ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۶) شاخص‌های حدی دما محاسبه شد و سپس نقشه‌های توزیع مکانی این شاخص‌ها ترسیم گردید. برای بررسی تغییرات گردش کلی جو و تأثیر آن بر وقایع حدی نیز، داده‌های گردش جو برای دوره آماری ۱۹۸۵-۱۹۶۱ به‌عنوان نماینده اقلیم پیشین و دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۸۶ به‌عنوان دوره تظاهر تغییر اقلیم بر اساس داده‌های باز تحلیل NCEP/NCAR دریافت گردید. سپس نقشه‌های تفاضل با استفاده از پارامترهای ارتفاع ژئوپتانسیل و چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، امگای سطح زمین، ضخامت جو و دمای هوای سطح زمین ترسیم گردید. نتایج بررسی تغییرات شاخص‌های حدی نشان داد در اکثر ایستگاه‌های شمال‌غرب ایران شاخص‌های حدی سرد رو به کاهش است، درحالی‌که شاخص‌های حدی گرم افزایش یافته است. بررسی تأثیر گردش کلی جو بر تغییرات شاخص‌های حدی نیز نشان داد که تقویت گردش آنتی‌سیکلونی و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل از طریق افزایش پایداری جو، تغییرات اقلیمی در شمال غرب ایران را تشدید نموده است. بررسی نقشه‌های تفاضل دمای فصلی نیز حاکی از این است که کل منطقه در فصول گرم و سرد سال با افزایش دما و تنها شمال استان آذربایجان غربی اندکی کاهش دمای دوره سرد سال را منعکس می‌سازد که معنادار نمی‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، شاخص‌های حدی دما، شمال غرب ایران، گردش کلی جو

مقدمه

انتشار گازهای گلخانه‌ای در نتیجه رشد شهرنشینی و صنعتی شدن، موجب گرمایش جهانی و متعاقب آن تغییر اقلیم جهانی شده است (Gohari *et al*., 2013). بر طبق گزارش ارزیابی پنجم (AR5) هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC)، از سال ۱۸۰۰ تا ۲۰۱۲ میانگین دمای جهانی (سطح زمین و اقیانوس) در حدود ۰/۸۵ درجه سانتی‌گراد (۱/۰۶- ۰/۶۵ درجه سانتی‌گراد) افزایش یافته است (IPCC, 2013). مهم‌ترین اثر گرمایش جهانی، افزایش رخدادهای فرین اقلیمی است (Vincent & Mekis, 2019). وقایع فرین معمولاً نادر، غیرقابل پیش‌بینی و کوتاه هستند ولی اثرات مخربی بر روی کشاورزی و اکوسیستم‌های طبیعی دارند (Marengo *et al*., 2009). بر اساس گزارش AR5 بین سال‌های ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۰، تعداد روزها و شب‌های گرم افزایش یافته و تعداد روزها و شب‌های سرد در مقیاس جهانی کاهش یافته است. علاوه بر این، طول مدت و فراوانی دوره‌های گرم از جمله امواج گرمایی نیز از اواسط قرن بیستم افزایش یافته است (IPCC, 2013).

تحلیل روند شاخص‌های حدی دما به‌عنوان یکی از نمودهای تغییر اقلیم، در تخمین روند گرمایش جهانی اهمیت دارد. افزایش دما نقش مهمی در افزایش شدت خشکی دارد که منجر به وقوع بیشتر رخداد فرین خشکسالی می‌شود؛ همچنین می‌تواند باعث بیابان‌زایی،

۱ و ۲- به‌ترتیب دانشیار و استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
(*- نویسنده مسئول: Email: kh.javan@urmia.ac.ir)

https://doi.org/10.22067/jsw.2024.86169.1366

کاهش منابع آب و کاهش تولیدات کشـــاورزی شـــود (Muhire & Ahmed, 2016؛ Tong et al., 2019). شــاخص‌های حدی دما و روند تغییرات آنها در مناطق مختلف دنیا مورد بررسی قرار گرفته است که می‌توان به مطالعات (Alexander et al., 2006؛ Aguilar et al., 2009؛ Vincent et al., 2011؛ Wang et al., 2013؛ Guan et al., 2015؛ Keggenhoff et al., 2014؛ Dashkhuu et al., 2015؛ Jiang et al., 2016؛ Zhang et al., 2017؛ Vincent & Mekis, 2019؛ Walsh et al., 2020) اشاره کرد. این مطالعات نشـــان داده‌اند که تغییرات قابل‌ملاحظه در دماهای حدی با گرمایش زمین در ارتباط هستند.

تغییرات دما تحت تأثیر عوامل پیچیده بســیاری قرار دارد. بخش قابل توجهی از این تغییرات ناشــی از عناصــر گردش کلی جو و درجه حرارت سـطح دریا مانند نوسـان شـمالگان (AO)، پرفشـار جنب حاره اقیانوس آرام غربی (WPSH) و شاخص انسو می‌باشد (Iqbal et al., 2016؛ Sun et al., 2016). علاوه بر این، تغییرات منطقه‌ای روند دما از عوامل دیگری چون تغییر کاربری زمین/پوشــش زمین (Dong et al., 2013؛ Cao et al., 2015)، رشــد جمعیت (Balling et al., 2016) و شــهرنشــینی (Stone et al., 2010) نیز تأثیر می‌پذیرد. با توجه بـه اینکـه وقـایع حـدی اقلیمی یکی از مخرب‌ترین مخـاطرات طبیعی بوده و اثرات زیـانبـاری بر بخش‌هـای مختلف جـامعـه دارنـد، بنابراین بسیاری از اقلیم‌شـناسان و همچنین محققان دیگر، به مطالعه در مورد تغییرات گذشــته و آینده وقایع حدی و مکانیســم‌های بوجود آورنده این تغییرات پرداخته‌اند.

بررسـی تغییرات شـاخص‌های حدی اقلیمی در جنوب‌غربی چین و تأثیر گردش کلی جوی بر این تغییرات نشـــان داد که تقویت گردش آنتی‌سیکلونی، افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل، تضعیف جریان مونسونی و انتقال بخار آب در قاره اوراسیا، تغییرات اقلیمی در جنوب‌غرب چین را تشدید نموده است (Zongxing et al., 2012). بررسی شاخص‌های حدی دما در عرض‌های بالای نیمکره شمالی در ۶۰۰ سال گذشته با استفاده از نمونه‌های رسوب دریاچه‌ای، حلقه‌های درختی و هسته‌های یخ نشان می‌دهد که سال‌های ۲۰۰۵، ۲۰۰۷، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۱ گرم‌ترین تابســتان‌ها را به خود اختصــاص داده‌اند (Tingley & Huybers, 2013). مطالعه تأثیر گردش کلی جو بر تغییرات شـــاخص‌های حدی اقلیمی در لس پلاتو[1] در چین نشـــان داد کـه تقویـت گردش آنتی‌سیکلونی، افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل، تضعیف جریان مونسونی و انتقال بخار آب در قاره اوراســیا، در تشــدید تغییرات اقلیمی در این منطقه نقش زیادی داشــته اســت (Yan et al., 2014). تحلیل روند شاخص‌های حدی دما و بارش در چین طی دوره ۲۰۱۳-۱۹۶۰ بررسی ارتباط این شـاخص‌ها با الگوهای پیوند از دور و گردش کلی جو نشـان داد که روند شــاخص‌های دمایی مطابق با گرمایش جهانی اســت. در میان الگوهای پیوند از دور بررســی شــده، شـاخص پرفشـار جنب حاره اقیانوس آرام غربی و نوسـان شـمالگان تأثیر بیشـتری بر شـاخص‌های دمایی داشـته و در تغییر اقلیم منطقه مؤثر است (Sun et al., 2016). بررسی روند سـه شـاخص دمایی میانگین دما (TMm)، بیشـینه دمای بیشینه (TXx) و کمینه دمای کمینه (TNn) در حوضه یانگ تسه در چین و ارتباط آنها با گردش کلی جو نیز نشان داد که هر سه شاخص دارای روند افزایشی معنی‌دار هسـتند. تغییرات TXx عمدتا تحت تأثیر فعالیت‌های انســـانی قرار دارد و تغییرات TNn عموما متأثر از گردش کلی جو (شــاخص فعالیت هوای ســرد[2] و شــاخص گردش منطقه‌ای اوراسیا[3]) است. تغییرات دمای میانگین نیز حاصل ترکیب گردش کلی جو و فعالیت‌های انســانی می‌باشــد (Peng et al., 2017). مطالعه تغییرات دینامیکی شـــاخص‌های حدی دما و ارتباط آن با الگوهای گردش‌های جوی در حوضـه رودخانه سـونگوآ[4] در چین نشـان داد که بین شـاخص فرین گرم و الگوهای نیمکره شـمالی همبسـتگی مثبت و بین شـاخص‌های سـرد و این الگوها، همبســتگی معکوس وجود دارد (Zhong et al., 2017). بررسی شاخص‌های حدی دما در صربستان طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ و ارتباط آن با الگوهای گردش کلی جو نشان داد که شاخص‌های گرم دارای روند کاهشی تا ۱۹۸۰ و روند افزایشی از ۱۹۸۰ به بعد هستند ولی شاخص‌های سرد در کل دوره دارای روند افزایشــی هســتند. ضـریب همبســتگی بین الگوهای گردش جوی و شـاخص‌های حدی دما نیز نشـان داد که الگوی شـرق اطلس[5] (EA) ارتباط قوی‌تری با شاخص‌های حدی دما نسبت به نوسان شمالگان و الگوی شـرق اطلس- غرب روسیه[6] (EA/WR) دارد (Ruml et al., 2017).

مطالعه تغییرات دما و بارش حدی ایران نشان داد که شاخص‌های دماهای فرین نظیر روزهای یخبندان (FD)، روزهای سـرد (TX10p)، شـب‌های سـرد (TN10p) و اختلاف دمای روزانه (DTR) در بیشـتر مناطق ایران روند منفی را نشان می‌دهند. درحالی‌که روزهای تابستانی (SU25)، روزهای گرم (TX90p) و شـــب‌های حاره‌ای (TR20) در بیشـتر مناطق ایران روند مثبتی را نشان می‌دهد (Rahimzadeh et al., 2009). تحلیل فضایی دما و بارش بحرانی روزانه در ایران نشـان داده اسـت که بحران دماهای بالا در سـواحل جنوب و مناطق مرکزی فراوان هســتند، اما بحران سـرما در نواحی کوهسـتانی شـمال‌غرب و مناطق کوهستانی زیاد است و بحران‌های بارشی در همه جای کشور پراکنده اسـت (Alijani, 2011). آشـکارسـازی تغییر اقلیم خراسـان بزرگ با تحلیل شـاخص‌های حدی دما نشـان داد که خراسـان بزرگ

1- Loess Plateau
2- cold air activity index
3- Eurasian zonal circulation index
4- Songhua
5- East Atlantic
6- East Atlantic/West Russia pattern

تغییرات شدید دمایی را از نوع گرمایشی طی ۲۵ سال اخیر تجربه کرده و با توجه به رفتارسنجی شاخص‌ها، شدت این تغییرات در دهه‌های آتی افزایش بیشتری داشته است (Ahmadi *et al*., 2015). تحلیل روند شاخص‌های حدی دما در شمال‌غرب ایران با استفاده از روش من- کندال و تحلیل موجک نشان‌گر کاهش فراوانی شاخص‌های حدی سرد و افزایش فراوانی شاخص‌های حدی گرم است. همچنین شاخص‌های سرد دارای نوسان‌های دوره‌ای معنی‌دار طی چرخه‌های زمانی ۲ تا ۴ ساله بوده و در بین شاخص‌های گرم، تنها شاخص بیشینه دمای بیشینه (TXx) در چرخه‌های زمانی ۲ تا ۴ ساله و شاخص شب‌های حاره‌ای (TR20) در چرخه‌های زمانی ۴ تا ۸ ساله محدوده‌های معنی‌داری را نشان دادند (Alijani & Faragzadeh, 2015). شناسایی تغییر اقلیم در ایران با استفاده نمایه‌های تغییر اقلیم نشان داده است که شاخص‌های فرین گرم طی دوره مورد مطالعه رو به افزایش است در حالی‌که روند شاخص‌های فرین سرد منفی و رو به کاهش است. امواج گرمایی طولانی‌تر شده و برعکس، امواج سرد کوتاه‌تر شده‌اند (Darand, 2015). بررسی روند رویدادهای حدی اقلیمی در شمال‌شرق ایران نیز نشان داد که شاخص‌های حدی گرم روند افزایشی دارند که این روند برای شاخص‌هایی مانند روزهای تابستانی، تعداد شب‌های حاره‌ای، روزها و شب‌های گرم معنادار بود. در حالی‌که شاخص‌های حدی سرد روند کاهشی دارند که نشان‌دهنده کاهش شدت و فراوانی رویدادها و روزها و شب‌های سرد است. روند کاهشی و منفی بارش در بررسی همه شاخص‌های بارش، وجود داشت، هر چند تعداد کمی روند معنی‌دار در طول دوره مورد مطالعه مشاهده شد (Kouzegaran & Mousavi, 2015). بررسی اثر گرمایش جهانی بر تغییرات دماهای فرین طی دهه‌های آینده در ایران نیز نشان داد دورنمای فرین‌های گرم ایران بر اساس شبکه عصبی خودسازمانده[1] (SOM) را می‌توان به ۹ ناحیه تقسیم نمود. همچنین در دهه‌های آینده بیشینه دماهای فرین در نیمه غربی و نوار ارتفاعی رخ خواهد داد و کمینه رخداد فرین گرم نیز مربوط به دشت کویر و جنوب‌شرق کشور خواهد بود (Ahmadi *et al*., 2017). تحلیل روند شاخص‌های حدی دما نشان‌دهنده تغییرات معنادار در حوضه دریاچه ارومیه در طول سه دهه اخیر می‌باشد. در کل شاخص‌های حدی سرد به طور قابل توجهی کاهش یافته و در مقابل، شاخص‌های گرم افزایش یافته است. علاوه بر این روند روزهای سرد/ گرم بیشتر از شب‌های سرد/ گرم است که نشان‌دهنده افزایش روند دمای بیشینه نسبت به دمای کمینه می‌باشد (Azizzadeh & Javan, 2018). ارزیابی روند شاخص‌های حدی اقلیمی در ایران توسط فتحیان و همکاران (Fathian *et al*., 2020) نیز نشان‌دهنده روند افزایشی شاخص‌های گرم و روند کاهشی شاخص‌های سرد بوده است. بررسی رخدادهای حدی دمایی در استان آذربایجان شرقی نشان داد که رخداد موج گرما در دوره‌ی ۱۰ ساله اخیر در جنوب غرب، طول موج گرما در مناطق غرب و شدت موج گرما در مناطق شمالی استان از شدت بیشتری داشته‌اند (Pourasghar *et al*., 2021). تغییرات زمانی- مکانی مقادیر حدی دما در شمال و غرب ایران مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه، شاخص‌های حدی سرد شامل تعداد روزهای یخی (ID)، تعداد روزهای یخبندان (FD) و طول مدت سرما (CSDI) در هر دو ناحیه کشور روند منفی را نشان دادند. در حالی‌که شاخص‌های گرم تعداد روزهای تابستانی (SU)، شب‌های حاره‌ای (TR20) و طول مدت گرما (WSDI) دارای روند مثبت و معنی‌داری بودند (Nassaji Zavareh & Ghermezcheshmeh, 2023). علاوه بر این‌ها، تحقیقات دیگری نیز درباره تغییرات دماهای حدی در ایران انجام شده است؛ از آن جمله می‌توان به مطالعات برخی نویسندگان (Taghavi & Mohamadi, 2007، Rahimzadeh *et al*., 2011، Marofi *et al*., 2011، Alijani *et al*., 2012، Sohrabi & Alijani, 2013 و Soltani *et al*., 2015) اشاره کرد. با مروری بر منابع و پژوهش‌های انجام شده بر روی تغییر اقلیم در ایران با استفاده از شاخص‌های حدی می‌توان گفت که بیشتر تحقیقات انجام شده به بررسی روند این شاخص‌ها پرداخته‌اند و تاکنون دلیل این تغییرات و بررسی ارتباط آن‌ها با گردش کلی جو مورد توجه قرار نگرفته است. این پژوهش بر آن است تا ضمن بررسی روند تغییرات شاخص‌های حدی دما در شمال‌غرب ایران، ارتباط آنها با گردش کلی جو را نیز مورد بررسی قرار دهد.

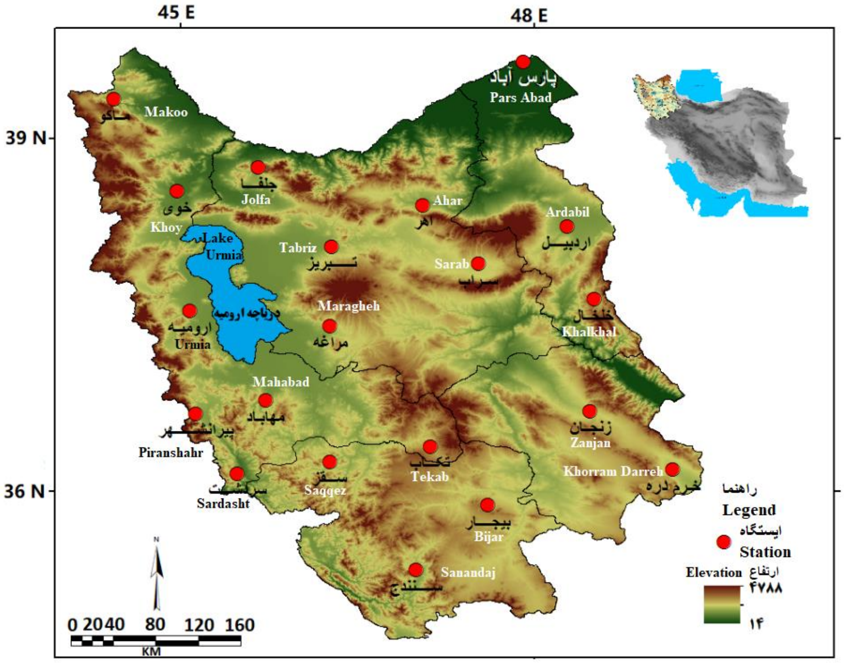
داده‌ها و روش‌ها

برای بررسی تغییرات رویدادهای حدی دما در شمال‌غرب ایران، از داده‌های روزانه دمای کمینه و دمای بیشینه ۲۰ ایستگاه سینوپتیک منطقه که دارای آمار بلندمدت و قابل اطمینان بودند، در دوره زمانی ۱۹۸۶-۲۰۱۰ استفاده شد. منطقه مورد مطالعه شامل استان‌های آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، اردبیل، زنجان و کردستان می‌باشد. موقعیت جغرافیایی منطقه و پراکنش ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده در شکل ۱ نشان داده شده است.

کنترل کیفی و همگن‌سازی داده‌ها

به‌دلیل اهمیت مطالعات تغییر اقلیم، سازمان هواشناسی جهانی بر کنترل کیفیت و همگنی داده‌ها قبل از انجام مطالعات تاکید دارد (WMO, 2009). در اولین قدم، کنترل کیفی و همگنی داده‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

1- Self-Organizing Maps



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و ایستگاه‌های مورد مطالعه در شمال غرب ایران

Figure 1- Geographical location of the study area and the studied synoptic stations in the northwest of Iran

در این تحقیق کنترل کیفی داده‌ها و ارزیابی همگنی آنها با بسته نرم‌افزاری RClimDex انجام شد. این برنامه در اولین اجرا مقادیر غیرمنطقی دما همچون کمتر بودن بیشینه دمای روزانه نسبت به کمینه دمای روزانه را استخراج و تصحیح می‌کند. همچنین داده‌های پرت شناسایی می‌شود. برای ارزیابی همگنی داده‌ها نیز از روش ران تست استفاده شده است.

شاخص‌های حدی دما

جهت بررسی تغییرات شاخص‌های حدی دما در شمال‌غرب ایران از۱۶ شاخص حدی دمای معرفی شده توسط تیم کارشناسی آشکارسازی تغییر اقلیم و شاخص‌ها[1] (ETCCDI) استفاده شد. فهرست این شاخص‌ها در جدول ۱ آمده است. به‌طور کلی این شاخص‌ها در ۵ دسته زیر تقسیم‌بندی شده‌اند که فراوانی، شدت و مدت دما را ارزیابی می‌کنند.

شاخص‌های مطلق: دربرگیرنده بیش‌ترین و کم‌ترین دمای بیشینه و کمینه در یک سال است که شامل شاخص‌های TXx، TXn، TNx و TNn هستند.

شاخص‌های بر پایه صدک‌ها: این شاخص‌ها به‌ترتیب شامل وقوع روزها و شب‌های سرد و گرم (TX10p، TX90p، TN10p و TN90p) می‌باشد.

شاخص‌های آستانه‌ای: شامل شاخص‌هایی است که با تعداد روزهایی که دما از یک آستانه ثابت عبور می‌کند، بیان می‌شوند. تعداد سالانه روزهای یخی (ID)، روزهای یخبندان (FD)، شب‌های حاره‌ای (TR20) و روزهای تابستانی (SU25) در این طبقه قرار می‌گیرند.

شاخص‌های دوره‌ای: این شاخص‌ها بیانگر دوره‌های خیلی گرم، خیلی سرد و طول فصل رشد هستند. طول دوره گرما (WSDI)، طول دوره سرما (CSDI) و طول دوره رشد (GSL) در این دسته قرار دارند.

شاخص دامنه‌ای: این شاخص شامل دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما (DTR) است (Alexander *et al*., 2006).

این شاخص‌ها توسط نرم‌افزار RClimDex برآورد می‌شود. این نرم‌افزار بر اساس آستانه‌های تعریف شده برای هر شاخص، این شاخص‌ها را استخراج و میزان شیب آن‌ها را از طریق روش رگرسیون محاسبه می‌کند. هدف از این فرآیند، تعیین مجموعه استاندارد از شاخص‌هایی است که بتوان توسط آنها ویژگی‌های مناطق مختلف را بررسی و مقایسه نمود. با استفاده از این نرم‌افزار، شاخص‌های ۱۶ گانه محاسبه شده و روند و نرخ روند تغییرات شاخص‌ها به‌صورت نقشه نشان داده شد.

1- Expert Team on Climate Change Detection and Indices

جدول ۱- فهرست و تعاریف شاخص‌های حدی دما

Table 1- List and definitions of temperature extreme indices

شاخص Index	نام Name	تعریف Definition
TX_x	بیشینه دمای بیشینه Maximum TX	بیشترین مقدار سالانه دمای بیشینه روزانه Monthly maximum value of daily maximum temp
TX_n	کمینه دمای بیشینه Minimum TX	کمترین مقدار سالانه دمای بیشینه روزانه Monthly minimum value of daily maximum temp
TN_x	بیشینه دمای کمینه Maximum TN	بیشترین مقدار سالانه دمای کمینه روزانه Monthly maximum value of daily minimum temp
TN_n	کمینه دمای کمینه Minimum TN	کمترین مقدار سالانه دمای کمینه روزانه Monthly minimum value of daily minimum temp
TX10	روزهای سرد Cold days	درصد روزهای با دمای بیشینه کمتر از صدک ۱۰ام دوره مبنا Percentage of days when TX < 10th percentile
TN10	شب‌های سرد Cold nights	درصد روزهای با دمای کمینه کمتر از صدک ۱۰ام دوره مبنا Percentage of days when TN < 10th percentile
TX90	روزهای گرم Warm days	درصد روزهای با دمای بیشینه بیش از صدک ۹۰ام دوره مبنا Percentage of days when TX > 90th percentile
TN90	شب‌های گرم Warm nights	درصد روزهای با دمای کمینه بیش از صدک ۹۰ام دوره مبنا Percentage of nights when TN > 90th percentile
ID	روزهای یخی Icing days	تعداد روزهای با دمای بیشینه کمتر از صفر درجه سانتی‌گراد در سال Annual count of days when TX < 0 °C
FD	روزهای یخبندان Frost days	تعداد روزهای با دمای کمینه کمتر از صفر درجه سانتی‌گراد در سال Annual count of days when TN < 0 °C
TR20	شب‌های حاره‌ای Tropical nights	تعداد روزهای با دمای کمینه بیش از ۲۰ درجه سانتی‌گراد در سال Annual count of days when TN > 20 °C
SU25	روزهای تابستانی Summer days	تعداد روزهای با دمای بیشینه بیش از ۲۵ درجه سانتی‌گراد در سال Annual count of days when TX > 25 °C
WSDI	شاخص طول دوره گرما Warm spell duration index	تعداد سالانه روزهایی که دمای بیشینه کمینه ۶ روز متوالی بیش از صدک ۹۰ام دوره مبنا است Annual count of days with at least 6 consecutive days when TX > 90th percentile
CSDI	شاخص طول دوره گرما Cold spell duration index	تعداد سالانه روزهایی که دمای کمینه کمینه ۶ روز متوالی کمتر از صدک ۱۰ام دوره مبنا است Annual count of days with at least 6 consecutive days when TN < 10th percentile
GSL	طول فصل رشد Growing season Length	تعداد روزهای بین اولین دوره کمینه ۶ روزه با دمای متوسط بیش از ۵ درجه و اولین دوره ۶ روزه با دمای متوسط کمتر از ۵ درجه بعد از ۱ ژوئیه Annual count between first span of at least 6 days with TG>5 °C after winter and first span after summer of 6 days with TG<5 °C
DTR	دامنه دمایی Diurnal temperature range	تفاوت بین میزان مطلق دمای کمینه و بیشینه در یک سال Annual mean difference between TX and TN

منبع: http://ccma/seos.uvic.ca/ETCCDMI

آزمون روند من- کندال اصلاح شده

برای بررسی وجود روند در سری‌های زمانی شاخص‌های حدی دما از آزمون من-کندال استفاده شده است. این آزمون را می‌توان بر روی یک سری زمانی که نرمال نیست و از هیچ توزیع خاصی پیروی نمی‌کند برازش داد. از این روش برای آزمون فرض تصادفی بودن توالی داده‌ها در مقابل وجود روند استفاده می‌گردد. کاربرد این روش توسط سازمان جهانی هواشناسی توصیه شده است (Tabari & Talaee, 2011؛ Sun *et al.*, 2016). حذف خودهمبستگی سری‌های زمانی با استفاده از روش حامد رائو (۱۹۹۸) انجام شده است.

گردش کلی جو

برای آگاهی از تغییرات در گردش کلی بزرگ مقیاس جو و همچنین مطالعه تأثیر گردش جوی بر شرایط حدی آب و هوایی، داده‌های ترکیبی میانگین گردش[1] جو کل سال برای دوره آماری ۱۹۸۵-۱۹۶۱ به‌عنوان نماینده اقلیم پیشین (WMO, 1986) و دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۸۶ به‌عنوان دوره تظاهر تغییر اقلیم از داده‌های باز تحلیل NCEP/NCAR دریافت گردید. در بسیاری از تحقیقات انجام گرفته و نیز گزارشات IPCC، شروع نمود تغییرات اقلیمی را سال

1- Mean Circulation Composites

۱۹۸۶ بیان می‌کنند. سپس نقشه‌های تفاضل[1] از طریق تفریق دوره آماری جدید از دوره آماری قدیم به‌منظور نمایش تغییرات گردش کلی جو در این دو دوره با استفاده از نرم‌افزار grads ترسیم گردید. نقشه‌های ترکیبی با استفاده از متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، امگای سطح زمین، چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ضخامت جو و دمای هوای سطح زمین ترسیم گردید. سپس به تحلیل نقشه‌ها اقدام گردیده و نتایج آن با خروجی شاخص‌های حدی دما مقایسه گردید تا تأثیر گردش کلی جو منطقه بر تغییرات دما مشخص گردد.

نتایج

تحلیل روند شاخص‌های حدی دما

پس از محاسبه شاخص‌های حدی دما برای ایستگاه‌های مورد مطالعه در شمال‌غرب ایران، روند منطقه‌ای این شاخص‌ها با روش من- کندال و درصد ایستگاه‌های با روند مثبت و منفی مشخص گردید (جدول ۲) و پراکندگی فضایی شیب هر کدام از شاخص‌ها به‌صورت نقشه تهیه شد (شکل‌های ۲ تا ۵). شکل ۲ توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی مطلق در شمال‌غرب ایران را برای دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. همانطور که در جدول ۲ و شکل ۲ دیده می‌شود تمام شاخص‌های دمایی مطلق دارای روند افزایشی هستند. شاخص‌های بیشینه دمای بیشینه (TXx) و کمینه دمای بیشینه (TXn) در ۸۵ درصد ایستگاه‌ها (۱۷ ایستگاه) دارای روند مثبت و در ۱۵ درصد (۳ ایستگاه) دارای روند منفی است. به‌طور میانگین، میزان دمای بیشینه در شمال‌غرب ایران در دوره ۲۰۱۰-۱۹۸۶ حدود ۰/۰۴ درجه در دهه افزایش می‌یابد. بیش‌ترین روند افزایشی دمای بیشینه در ایستگاه‌های خوی، پیرانشهر و سردشت دیده می‌شود، لذا نیمه غربی منطقه بیشترین افزایش دما را دارد.

شاخص کمینه دمای بیشینه (TNx) و کمینه دمای کمینه (TNn) به‌ترتیب در ۷۵٪ و ۷۰٪ ایستگاه‌های شمال‌غرب ایران دارای روند افزایشی هستند. میزان افزایش شاخص TNx حدود ۰/۰۳ درجه بوده در حالی‌که میزان افزایش شاخص TNn حدود ۰/۱ درجه سانتی‌گراد در دهه در طول دوره مورد مطالعه می‌باشد. بیش‌ترین روند افزایشی دمای کمینه نیز در ایستگاه‌های پیرانشهر و سردشت دیده می‌شود، لذا نیمه غربی منطقه بیشترین افزایش دمای کمینه را نیز دارد. بنابراین در شمال‌غرب ایران افزایش دما عمدتاً در دمای شبانه و دمای کمینه رخ داده است. به‌عبارت دیگر افزایش دمای این منطقه به دلیل کاهش تابش‌های خروجی (که تعیین کننده دمای شبانه است) می‌باشد که این تابش‌های خروجی نیز متأثر از مقدار گازهای گلخانه‌ای جو هستند. فتحیان و همکاران (Fathian *et al.*, 2020) و دارند (Darand, 2015) نشان دادند شاخص‌های دمایی مطلق در ایران رو به افزایش است و عزیززاده و جوان (Azizzadeh & Javan, 2018) در حوضه دریاچه ارومیه نیز به چنین نتایجی دست یافتند که با یافته‌های تحقیق حاضر مطابقت دارند. رحیم زاده و همکاران (Rahimzadeh *et al.*, 2009) نیز روند افزایشی شاخص‌های TXn، TNn و TNx در بیشتر قسمت‌های ایران را نشان دادند.

توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی بر پایه صدک‌ها شامل روزهای گرم (TX90)، روزهای سرد (TX10)، شب‌های گرم (TN90) و شب‌های سرد (TN10) در شکل ۳ آورده شده است. همان طور که در این شکل ملاحظه می‌شود مقدار شاخص روزهای سرد و شب‌های سرد در کل منطقه مورد مطالعه با شیب ۰/۴۶- و ۰/۴۲- روز در دهه کاهش یافته است. بیشترین روند کاهشی روزهای سرد در ایستگاه‌های سردشت، مراغه، پیرانشهر و بیشترین روند کاهشی شب‌های سرد در ایستگاه‌های سردشت، پیرانشهر و بیجار دیده می‌شود. لذا قسمت‌های غربی منطقه شدیدترین روند کاهشی را تجربه کرده‌اند. به نظر می‌رسد که عواملی مانند رشد شهرنشینی، افزایش ترافیک، مصرف زیاد سوخت‌های فسیلی و ... سبب افزایش گازهای گلخانه‌ای و در نهایت کاهش روزها و شب‌های گرم می‌شود.

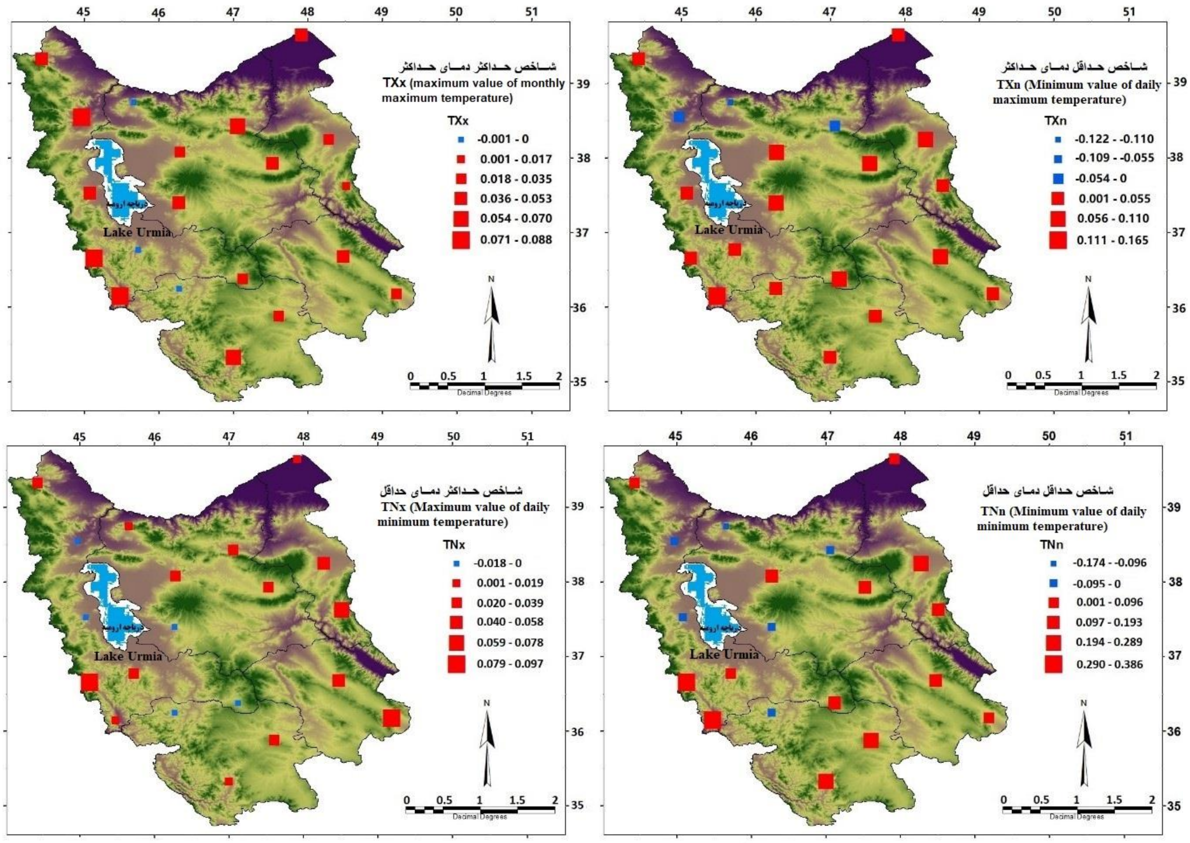
مقدار شاخص روزهای گرم و شب‌های گرم در ۹۵ درصد ایستگاه‌های منطقه دارای روند افزایشی هستند. شاخص سالانه روزهای گرم با میانگین شیب ۰/۴۱ روز در دهه در حال افزایش می‌باشد. ایستگاه‌های سردشت، مراغه، پیرانشهر شدیدترین افزایش را طی دوره مورد مطالعه تجربه کرده‌لند. در این میان ایستگاه جلفا با شیب ۰/۰۲- تنها ایستگاهی است که دارای روند کاهشی روزهای گرم می‌باشد. مقدار شاخص شب‌های گرم نیز با شیب ۰/۴۵ روز در دهه افزایش یافته است. ایستگاه‌های پیرانشهر، خرمدره و سردشت بیشترین روند افزایشی شب‌های گرم را طی ۲۵ سال مورد مطالعه داشته‌اند و ایستگاه سقز با شیب ۰/۱۶- تنها ایستگاهی است که دارای روند کاهشی شب‌های گرم می‌باشد (شکل ۳). این نتایج با یافته‌های عزیززاده و جوان (Azizzadeh & Javan, 2018) مطابقت دارد. آنها در بررسی روند شاخص‌های دما در حوضه دریاچه ارومیه، روند افزایشی TX90 و TN90 و روند کاهشی TX10 و TN10 را نشان دادند. سایرین نیز (Soltani *et al.*, 2015؛ Darand, 2015؛ Fathian *et al.*, 2020) چنین نتایجی را در ایران بدست آوردند.

1- Difference Map

جدول ۲- روند منطقه‌ای شاخص‌های حدی دما و درصد ایستگاه‌های با روند مثبت و منفی در شمال غرب ایران

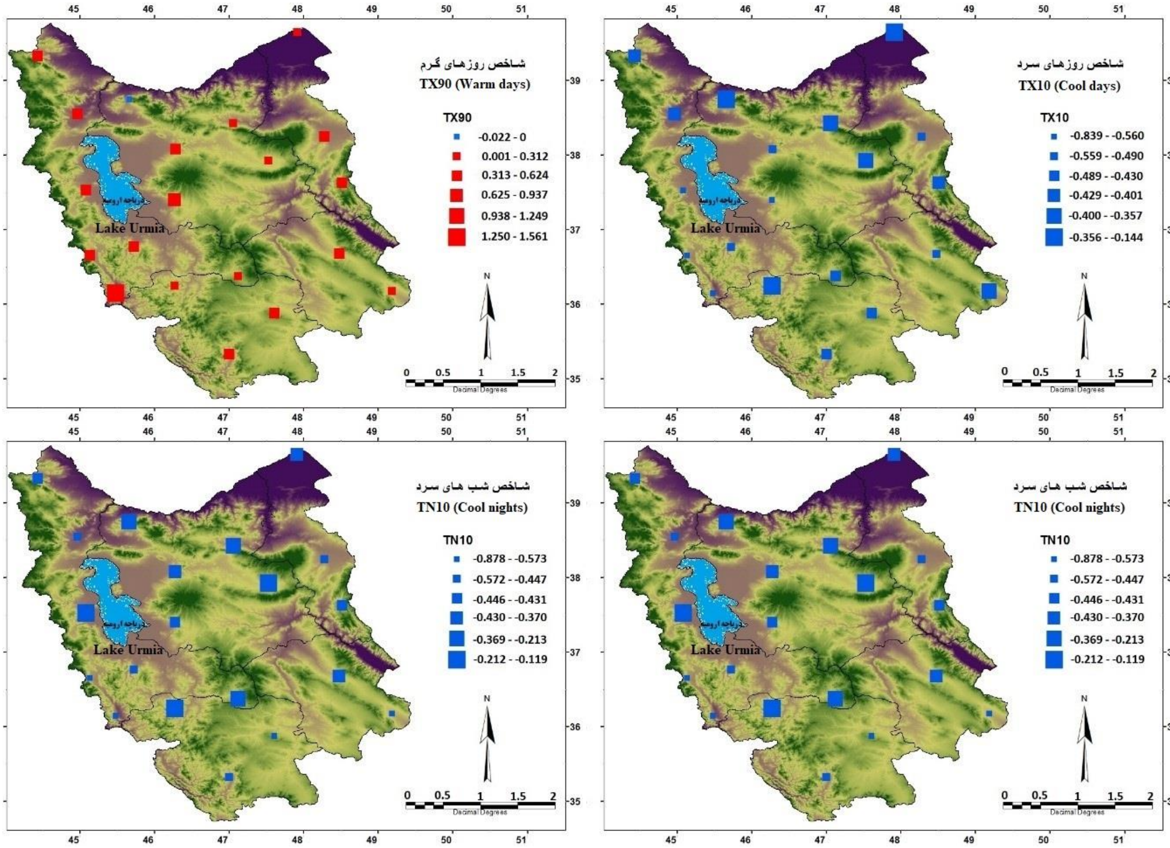
Table 2- Regional trend of temperature extreme indices and the percentage of stations with positive and negative trends in the northwest of Iran

شاخص دمایی **Temperature Index**	روند منطقه‌ای **Regional Trend**	دامنه **Range**	درصد ایستگاه‌های با روند مثبت **Percentage of stations with trend positive**	درصد ایستگاه‌های با روند منفی **Percentage of stations with negative trend**
TXx	0.036	-0.02 - 0.09	85%	15%
TXn	0.042	-0.12 - 0.16	85%	15%
TNx	0.03	-0.02 - 0.10	75%	25%
TNn	0.10	-0.17 - 0.38	70%	30%
TX10	-0.46	-0.84 - (-0.14)	−	100%
TN10	-0.42	-0.88 - (-0.12)	−	100%
TX90	0.41	-0.02 - 1.56	95%	5%
TN90	0.45	-0.17 – 1.32	95%	5%
ID	-0.63	-2.09 – 0.18	10%	90%
FD	-0.90	-2.44 – 0.29	5%	95%
TR20	0.31	-0.01 – 1.50	90%	10%
SU25	0.81	0.12 – 1.66	100%	−
WSDI	1.71	0.43 – 5.37	100%	−
CSDI	-0.11	-0.75 – 0.35	30%	70%
GSL	1.10	-0.02 – 2.75	95%	5%
DTR	0.01	-0.05 – 8.08	65%	35%



شکل ۲- توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی مطلق در شمال‌غرب ایران

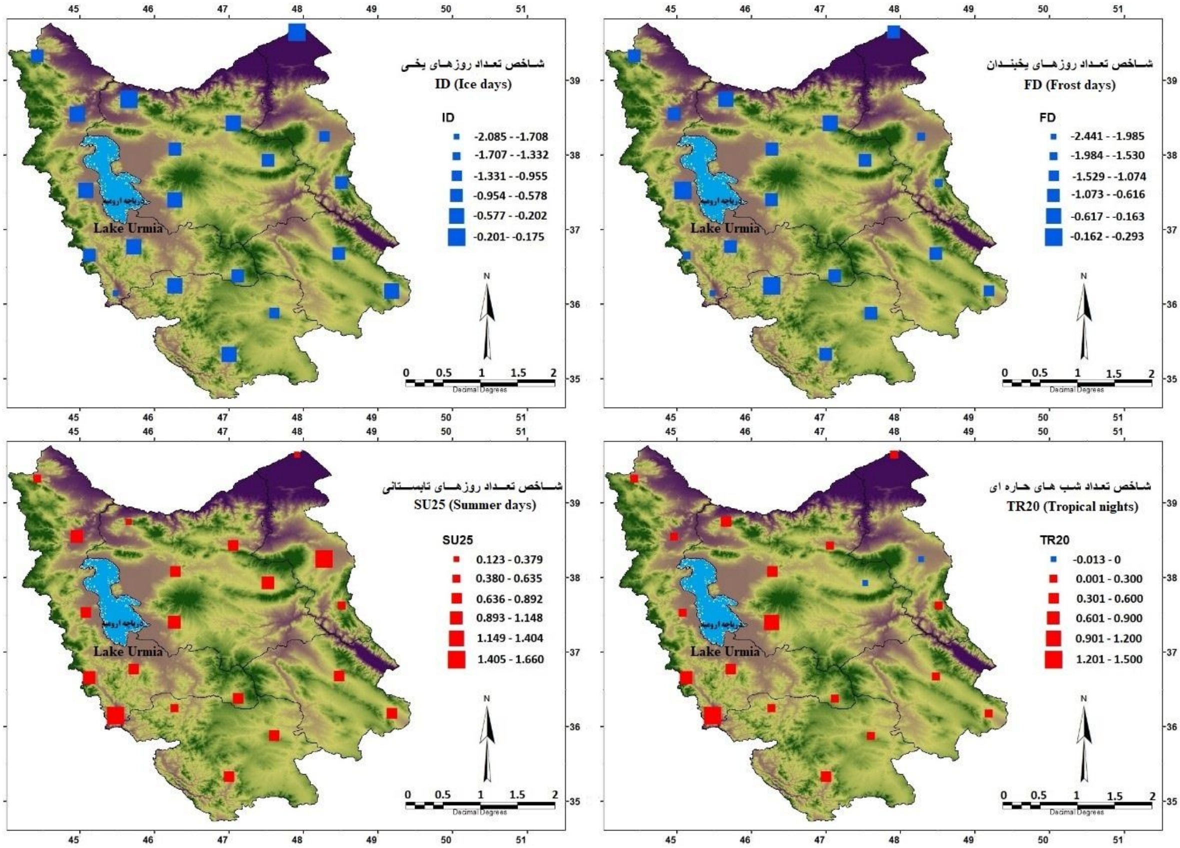
Figure 2- Spatial distribution of slope of absolute temperature indices in northwest Iran



شکل ۳- توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی بر پایه صدک‌ها در شمال‌غرب ایران

Figure 3- Spatial distribution of slope of percentiles temperature indices in northwest Iran

شکل ۴ توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی آستانه‌ای شامل روزهای یخبندان (FD)، روزهای یخی (ID)، روزهای تابستانی (SU25) و شب‌های حاره‌ای (TR20) در شمال‌غرب ایران را برای دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. همانطور که در جدول ۲ و شکل ۴ دیده می‌شود شاخص‌های روزهای یخبندان و روزهای یخی دارای روند کاهشی و شاخص‌های روزهای تابستان و شب‌های حاره‌ای دارای روند افزایشی هستند. تعداد روزهای یخبندان با شیب ۰/۹۰- و تعداد روزهای یخی با شیب ۰/۶۳- روز در دهه در حال کاهش است؛ در حالی‌که تعداد روزهای تابستانی با شیب ۰/۸۱ و تعداد شب‌های حاره‌ای با شیب ۰/۳۱ روز در دهه در حال افزایش می‌باشد. بیشترین روند کاهشی شاخص‌های روزهای یخبندان و روزهای یخی در غرب (سردشت و پیرانشهر) و شرق (اردبیل و خلخال) منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. ایستگاه سقز با شیب ۰/۲۹ تنها ایستگاهی است که دارای روند افزایشی روزهای یخبندان می‌باشد و ایستگاه‌های جلفا و پارس‌آباد نیز دارای روند افزایشی در تعداد روزهای یخی هستند. مقدار شاخص روزهای تابستانی در کل منطقه مورد مطالعه افزایش یافته است که بیشترین روند افزایشی در ایستگاه‌های اردبیل و سردشت و کمترین روند در ایستگاه‌های جلفا و پارس‌آباد دیده می‌شود. مقدار شاخص شب‌های حاره‌ای در ۹۰ درصد ایستگاه‌های منطقه (۱۸ ایستگاه) دارای روند افزایشی هست. ایستگاه‌های سردشت، مراغه، پیرانشهر شدیدترین افزایش را طی دوره مورد مطالعه تجربه کرده‌اند. در این میان ایستگاه سراب و اردبیل دارای روند کاهشی شب‌های حاره‌ای هستند. به‌طور کلی، قسمت‌های غربی و مرکزی دارای روند افزایشی و قسمت‌های شرقی منطقه مورد مطالعه دارای روند کاهشی هستند. مطابق نتایج پژوهش‌های علیجانی و فرج زاده (Alijani & Faragzadeh, 2015) در شمال‌غرب ایران و سلطانی و همکاران (Soltani *et al.*, 2015) در بیشتر ایستگاه‌های ایران بویژه در شمال‌غرب، شاخص‌های روزهای یخبندان و روزهای یخی دارای روند کاهشی و شاخص‌های روزهای تابستانی و شب‌های حاره‌ای دارای روند افزایشی بوده‌اند که با نتایج پژوهش حاضر نیز مطابقت دارند. دارند (Darand, 2015) نشان داد شاخص‌های SU25 و TR20 روند افزایشی و FD روند کاهشی را نشان داده‌اند ولی نمایه روزهای یخی (ID) در طول دوره مورد مطالعه روندی را از خود نشان نداده است.

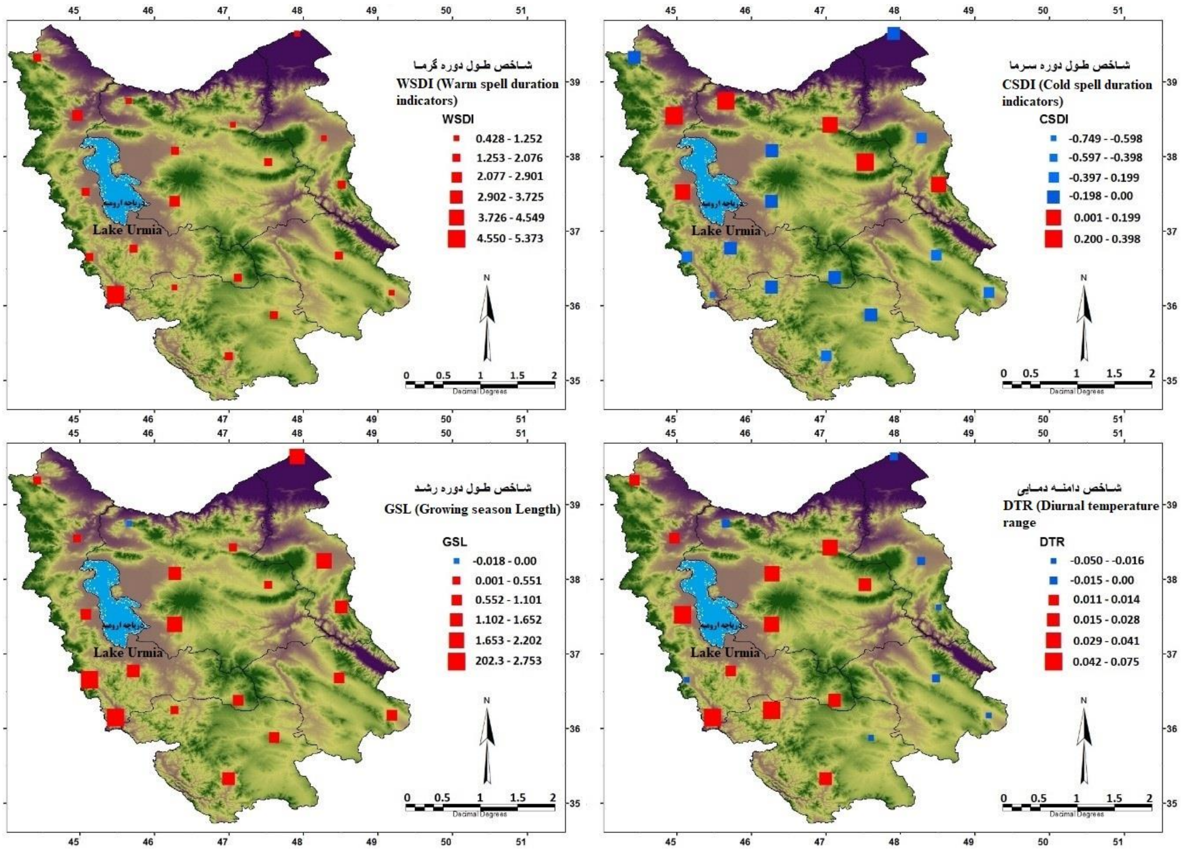


شکل ٤- توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی آستانه‌ای در شمال‌غرب ایران

Figure 4- Spatial distribution of slope of threshold temperature indices in northwest Iran

توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی دوره‌ای شامل طول دوره گرما (WSDI)، طول دوره سرما (CSDI)، طول دوره رشد (GSL) و شاخص دامنه‌ای شامل دامنه دمایی (DTR) در شکل ۵ آورده شده است. به‌طور کلی در شمال‌غرب ایران، تمامی ایستگاه‌ها روند افزایشی طول دروه گرما را تجربه کرده‌اند. میزان افزایش طول دوره گرما به‌طور میانگین ۱/۷ روز در دهه است و شدیدترین روند افزایشی در سردشت به میزان ۵/۳۷ روز در دهه می‌باشد. طول دروه سرما در ۷۰ درصد ایستگاه‌های منطقه دارای روند کاهشی بوده که این روند با میانگین شیب ۰/۱۱- روز در دهه در حال کاهش می‌باشد. ایستگاه‌های سردشت و پیرانشهر شدیدترین کاهش طول دوره سرما را طی دوره مورد مطالعه تجربه کرده‌اند. روند افزایشی این شاخص در ایستگاه‌های شمالی منطقه مشاهده می‌شود. شاخص طول دوره رشد که یکی از شاخص‌های مؤثر بویژه در کشاورزی می‌باشد، در طی دوره مورد مطالعه در شمال‌غرب ایران در حال افزایش است. این شاخص در ۹۵ درصد ایستگاه‌ها دارای روند مثبت بوده و تنها ایستگاه جلفا دارای روند منفی می‌باشد. طول دوره رشد به‌طور میانگین ۱/۱ روز در هر دهه افزایش یافته است. علیجانی و فرج زاده (Alijani & Faragzadeh, 2015) برای شمال‌غرب ایران؛ عزیززاده و جوان (Azizzadeh & Javan, 2018) برای حوضه دریاچه ارومیه؛ دارند و فتحیان و همکاران (Fathian *et al*., 2020 ؛Darand, 2015) برای ایران روند افزایشی WSDI و GSL و روند کاهشی CSDI را نشان دادند.

بر اساس نتایج تحقیقات انجام شده در سطح جهانی (Zongxing *et al*., 2012 ؛Guan *et al*., 2015 ؛Ruml *et al*., 2017) و در سطح کشور (Darand, 2015)، روند دامنه دمایی (DTR) منفی می‌باشد. در حالی‌که بر اساس شکل ۵ و جدول ۲، این شاخص در ۶۵ درصد ایستگاه‌های شمال‌غرب ایران روند مثبت و افزایشی دارد. مشابه نتیجه فوق در تحقیقات علیجانی و فرج زاده (Alijani & Faragzadeh, 2015) نیز به‌دست آمده است. نرخ افزایشی این شاخص ۰/۰۱ درجه سانتی‌گراد به ازای هر دهه است. به‌عبارت دیگر دمای شبانه و روزانه با گذشت زمان به یکدیگر نزدیک خواهد شد. البته روند افزایشی و کاهشی این شاخص با شیب خیلی کمی انجام گرفته است. در شمال‌غرب ایران، شدیدترین روند افزایشی در ایستگاه ارومیه با شیب ۰/۰۷ و شدیدترین روند کاهش با شیب ۰/۰۵- در پیرانشهر مشاهده می‌شود.



شکل ۵- توزیع فضایی شیب شاخص‌های دمایی دوره‌ای و دامنه‌ای در شمال‌غرب ایران

Figure 5- Spatial distribution of slope of periodic and range temperature indices in northwest Iran

مقایسه شاخص‌های حدی گرم و سرد

شاخص‌های حدی گرم که شامل بیشینه دمای بیشینه (TXx)، بیشینه دمای کمینه (TNx)، روزهای گرم (TR20)، شب‌های گرم (SU25)، روزهای حاره‌ای (TX90p)، شب‌های تابستانی (TN90p) و طول دوره گرما (WSDI) و طول دوره رشد (GSL) می‌باشد، در بیشتر ایستگاه‌های منطقه دارای روند مثبت و افزایشی هستند. روند مثبت این شاخص‌ها در نتیجه تاثیرات گرمایش جهانی در اواخر قرن بیستم می‌باشد. افزایش فراوانی و شدت وقوع شاخص‌های حدی گرم، زنگ خطری برای ساکنین منطقه از منظر افزایش مرگ و میر، بوجود آمدن امراض ناشناخته و افزایش برخی از امراض بوده و نیز موجب تغییر نوع بارش‌ها، افزایش طوفان‌ها، خشکالی‌ها، نابودی نسل برخی از جانوران و گیاهان، آسیب برخی از محصولات زراعی و بوجود آمدن آفات گیاهی می‌گردد. اثرات اقتصادی- اجتماعی و زیست- محیطی امواج گرمایی نیز در مقیاس محلی بسیار زیاد بوده و می‌تواند مناطق وسیعی را تحت تأثیر قرار دهد (Alijani & Farajzadeh, 2015).

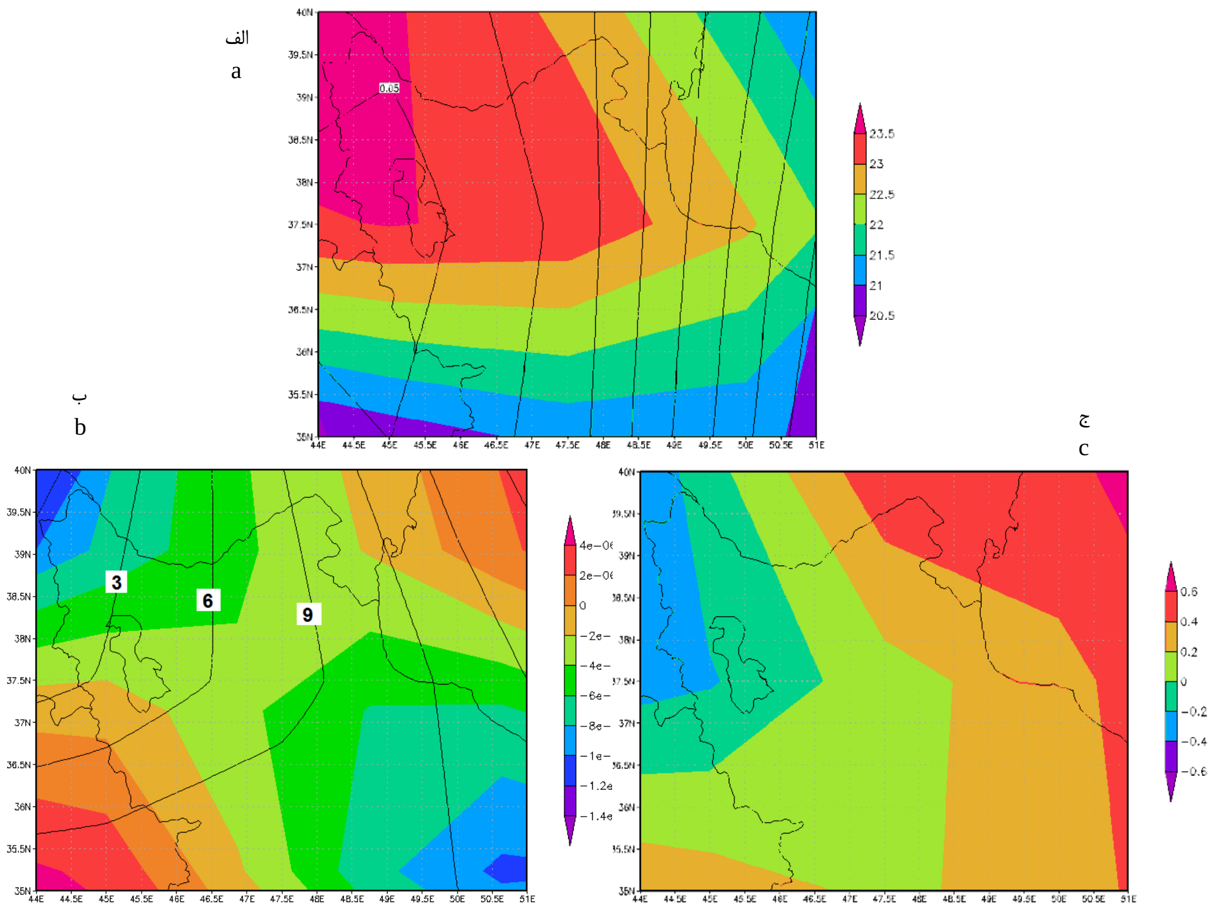
شاخص‌های حدی سرد شامل کمینه دمای کمینه (TNn)، کمینه دمای بیشینه (TXn)، روزهای سرد (TX10p)، شب‌های سرد (TN10p)، روزهای یخبندان (FD)، روزهای یخی (ID) و طول دوره سرما (SCDI) می‌باشد. شاخص‌های سرد بر خلاف شاخص‌های گرم، بیشتر روند کاهشی را نشان می‌دهند؛ به جز شاخص‌های کمینه دمای کمینه و کمینه دمای بیشینه که دارای روند مثبت در بیشتر ایستگاه‌های منطقه هستند. شیب مثبت این شاخص‌ها نیز با روند کاهشی شاخص‌های روزها و شب‌های سرد همخوانی دارد که بیانگر افزایش دما و کاهش روزها و شب‌های سرد می‌باشد. روند کاهشی شاخص‌های حدی سرد، نشان‌دهنده تأثیرات و پیامدهای ازدیاد جهانی گازهای گلخانه‌ای و افزایش دمای کره زمین می‌باشد. پس به‌طور کلی می‌توان گفت در شمال‌غرب ایران و در دوره موردمطالعه، شاخص‌های حدی گرم روند افزایشی و شاخص‌های حدی سرد روند کاهشی دارند. این نتایج با تحقیقات سایرین (Zhang *et al*., 2005؛ Rahimzadeh *et al*., 2009؛ Azizzadeh Soltani *et al*., 2015؛ & Javan, 2018) مطابقت دارد.

تغییرات در گردش بزرگ مقیاس جوی

شکل ۶-الف نقشه ترکیبی تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰

هکتوپاسکال (رنگی) و امگای سطح زمین (پربند) بین سالهای ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ در فصل زمستان را نشان می‌دهد. همانگونه که مشاهده می‌شود، تمام شمال‌غرب با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل مواجه شده که این مقدار در استان آذربایجان غربی به ۲۴ متر می‌رسد و حاکی از تقویت سامانه پرفشار و پایداری بیشتر بر روی منطقه است. خطوط پربند، میزان امگای سطح زمین را به نمایش می‌گذارد. همانگونه که مشهود است، منطقه شمال غرب ایران افزایش میزان حرکت قائم جو به میزان ۰/۰۵ پاسکال بر ثانیه را نشان می‌دهد که همانند نقشه تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل، حاکی از افزایش پایداری جو منطقه در دوره ۲۰۱۶-۱۹۸۶ نسبت به دوره ۱۹۸۵-۱۹۶۱ می‌باشد. نقشه ترکیبی تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (رنگی) و ضخامت جو (پربند) بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ (شکل ۶-ب) حاکی از تشدید چرخندگی منفی بر روی منطقه است. به‌عبارت دیگر، در دوره ۲۰۱۶-۱۹۸۶ میزان چرخندگی نسبت به دوره ۱۹۸۵-۱۹۶۱ کاهش قابل ملاحظه‌ای داشته که نشان‌دهنده تشدید جو پایدار بر روی منطقه (شمال‌غرب کشور) است. مشاهده نقشه ضخامت جو (نقشه پربند) نیز حکایت از افزایش ارتفاع جو منطقه در فصل زمستان دارد که این مقدار در شمال‌غرب کشور به ۳ متر می‌رسد. بطور کلی می‌توان نتیجه گرفت که جو زمستانه منطقه پایدارتر گردیده است.

شکل ۶-ج نقشه تفاضل دمای هوای سطح زمین را بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ برای فصل زمستان نشان می‌دهد. همانگونه که مشاهده می‌شود، به غیر از شمال استان آذربایجان غربی که با کاهش دمای هوا به میزان ۰/۴ درجه مواجه شده که حاکی از سرد شدن اندک (قابل اغماض) زمستان‌های این منطقه نسبت به گذشته است، سایر منطقه مورد مطالعه افزایش دمای زمستانه را نمایش می‌دهد.

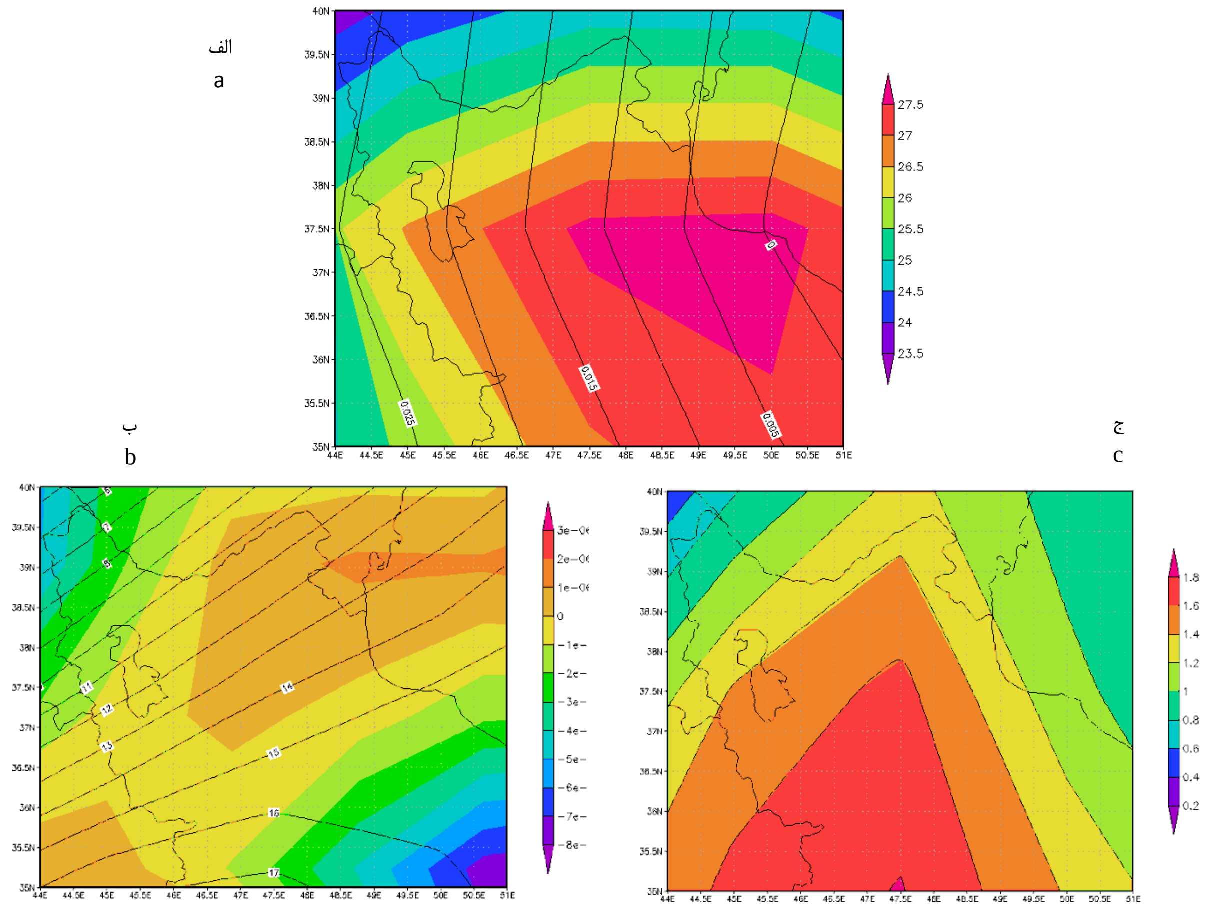


شکل ٦- نقشه تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و امگای سطح زمین (الف)، تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو (ب) و تفاضل دمای هوای سطح زمین (ج) برای فصل زمستان بین سال‌های ۲۰۱٦-۱۹۸٦ و ۱۹۸۵-۱۹٦۱

Figure 6- Difference map of Geopotential height at the level of 500 hPa and omega of the earth's surface (a), difference of the relative rotation at the level of 500 hpa and the atmosphere thickness (b) and the difference in surface air temperature (c) for Winter between 1986-2016 and 1961-1985

شکل ۷-الف نقشه ترکیبی تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (رنگی) و امگای سطح زمین (پربند) را برای فصل بهار نشان می‌دهد. همانگونه که مشهود است کل شمال‌غرب کشور با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مواجه شده که این میزان به ۲۸ متر نیز می‌رسد که حاکی از تشدید جو پایدار بر روی منطقه است. میزان امگا نیز در کشور افزایش یافته که برای شمال‌غرب، این میزان به ۰/۰۲ پاسکال بر ثانیه می‌رسد. نقشه ترکیبی تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو فصل بهار (شکل ۷-ب) حاکی از کاهش چرخندگی نسبی بر روی منطقه مورد مطالعه است؛ به بیان دیگر جو بهاره منطقه پایدارتر شده است. نقشه ضخامت جو نیز افزایش ارتفاع جو را به نمایش می‌گذارد که تا ۱۵ متر نیز می‌رسد و نشان‌دهنده تقویت جو باروتروپیک بر روی منطقه است که پایداری هوای منطقه را به خوبی توجیه می‌کند. در نقشه تفاضل دمای هوای سطح بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ (شکل ۷-ج) برخلاف فصل زمستان، منطقه مطالعاتی مقادیر مثبت دمای هوا را نشان می‌دهد که این مقدار حتی به ۱/۸ درجه نیز می‌رسد که حاکی از تشدید گرمایش در این فصل بر روی منطقه است.

در فصل تابستان تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دوره ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ حاکی از افزایش این پارامتر در منطقه است که میزان آن حتی به ۲۷ متر می‌رسد که حکایت از تشدید پایداری جو منطقه دارد. میزان تفاضل سرعت قائم هوا (امگا) نیز همانند فصول گذشته اعداد مثبت را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تضعیف جریانات صعودی و در نتیجه گرایش منطقه به سوی جو باروتروپیک می‌باشد (شکل ۸-الف).



شکل ۷- نقشه تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و امگای سطح زمین (الف)، تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو (ب) و تفاضل دمای هوای سطح زمین (ج) برای فصل بهار بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱

Figure 7- Difference map of Geopotential height at the level of 500 hPa and omega of the earth's surface (a), difference of the relative rotation at the level of 500 hpa and the atmosphere thickness (b) and the difference in surface air temperature (C) for Spring between 1986-2016 and 1961-1985

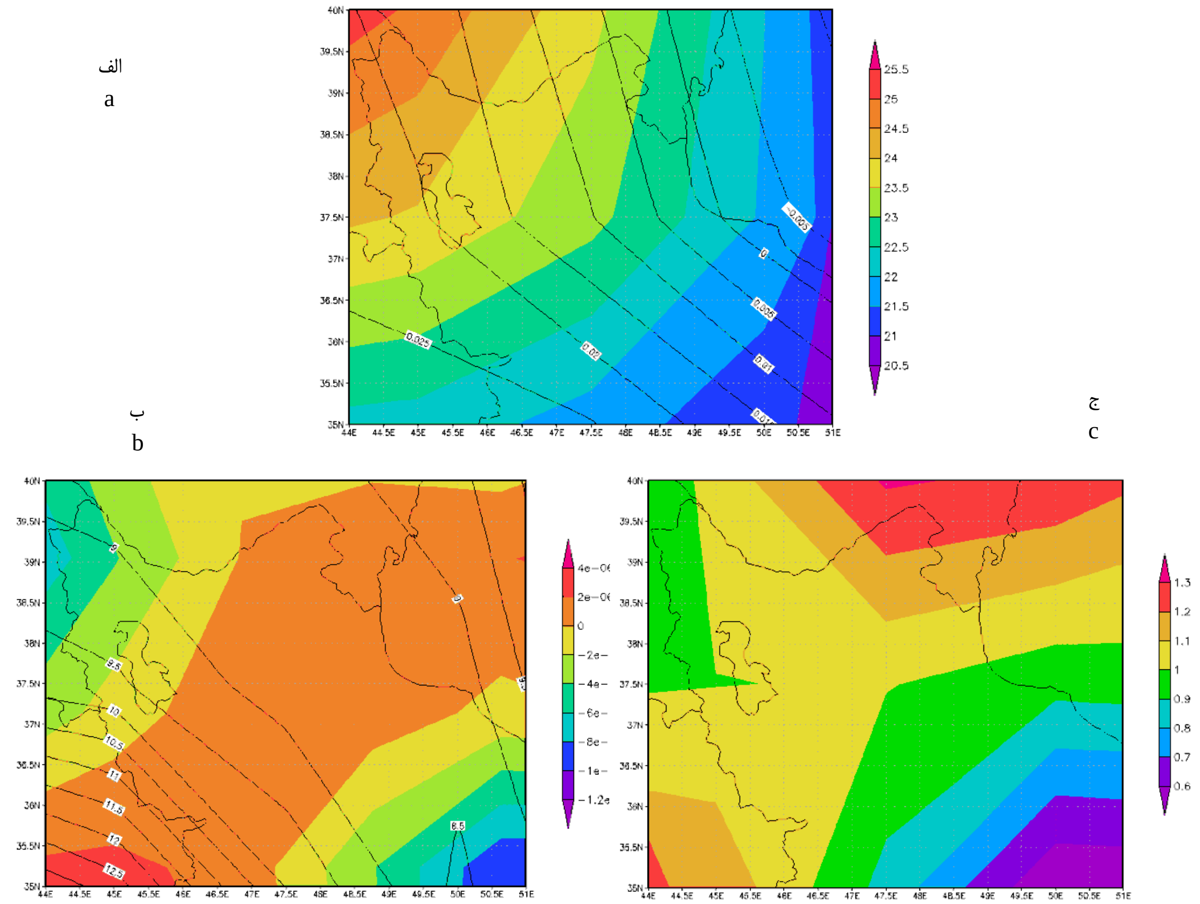
شکل ۸-ب نقشه ترکیبی تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو فصل تابستان را نمایش می‌دهد. همانند فصول گذشته، تفاضل چرخندگی نسبی بین دو دوره ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ کمیت منفی را بر روی بخش عظیمی از منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تضعیف چرخندگی مثبت در سال‌های اخیر است که پایداری بیشتر جو را در برداشته است. نقشه ضخامت جو نیز کماکان مرتفع شدن جو منطقه را نشان می‌دهد. چرخندگی نسبی منفی و افزایش ضخامت جو به‌طور توامان حاکی از افزایش قدرت پرفشار جنب حاره در فصل تابستان است. شکل ۸-ج میزان تغییرات دما را بین دو دوره ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ برای فصل تابستان نشان می‌دهد. همانگونه که مشاهده می‌شود، منطقه مورد مطالعه افزایش ۱.۲ درجه سلسیوس دمای هوا را ثبت کرده که حاکی از تأثیر گرمایش جهانی بر روی منطقه در این فصل از سال است.

شکل ۹-الف نقشه ترکیبی تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (رنگی) و امگای سطح زمین (پربند) در فصل پاییز را نشان می‌دهد. در فصل پاییز نیز که آغاز استیلای موج بادهای غربی بر روی کشور است، تفاضل مثبت به میزان حتی ۲۳ متر در منطقه می‌رسد که نشان‌دهنده تضعیف جریانات غربی و در نتیجه حاکمیت جو پایدارتر می‌باشد. میزان حرکت قائم جو نیز همانند سایر فصول کمیت مثبت را نمایش می‌دهد که حاکی از تضعیف جریانات صعودی است که کاهش جابجایی عمود هوا را در برداشته و منجر به کمبود بارش می‌گردد. تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو فصل پاییز بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ نیز همچنان مقادیر منفی چرخندگی را بر روی شمال‌غرب کشور نشان می‌دهد که به معنی تضعیف ناپایداری در این فصل بر روی منطقه است.

الف
a

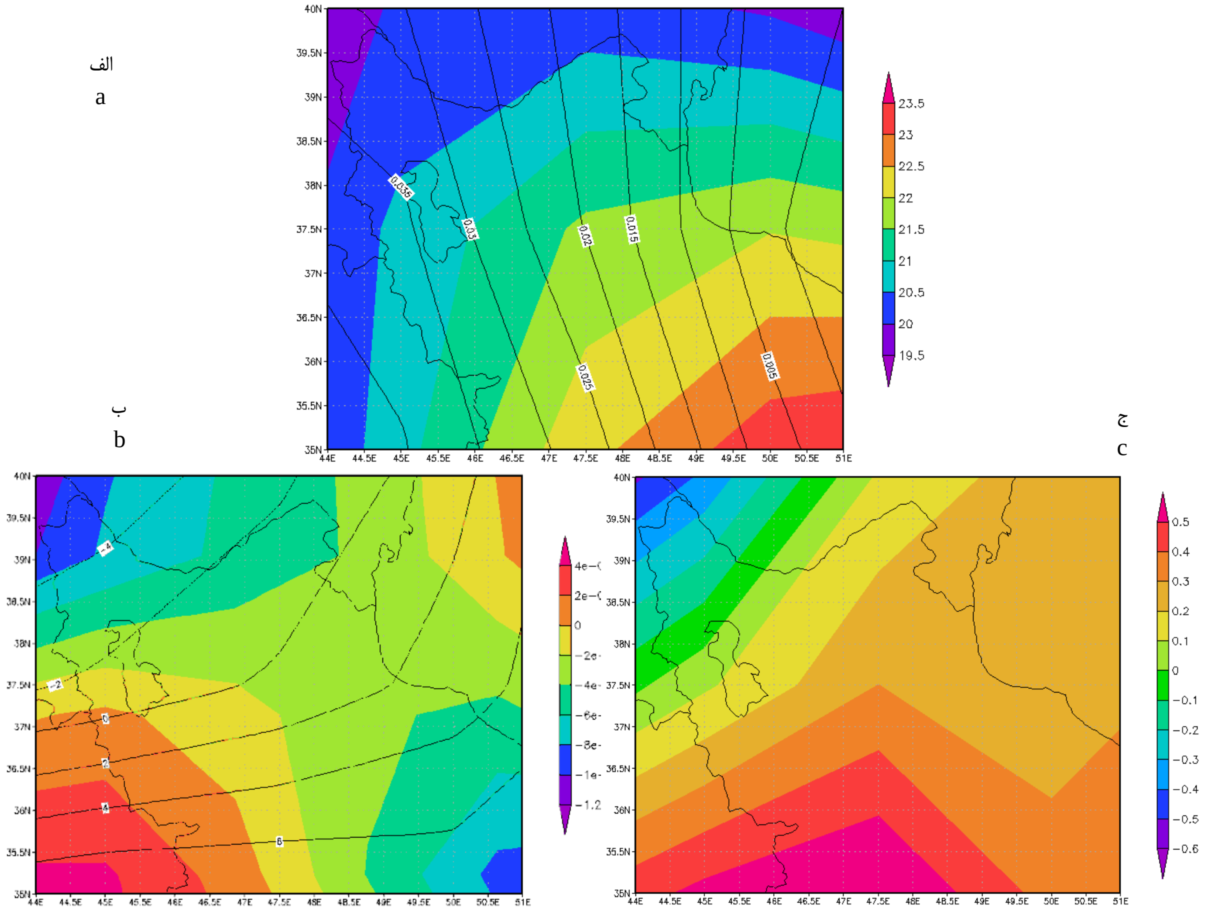
ب
b

ج
c



شکل ۸- نقشه تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و امگای سطح زمین (الف)، تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو (ب) و تفاضل دمای هوای سطح زمین (ج) برای فصل تابستان بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱

Figure 8- Difference map of Geopotential height at the level of 500 hPa and omega of the earth's surface (a), difference of the relative rotation at the level of 500 hpa and the atmosphere thickness (b) and the difference in surface air temperature (C) for Summer between 1986-2016 and 1961-1985



شکل ۹- نقشه تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و امگای سطح زمین (الف)، تفاضل چرخندگی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو (ب) و تفاضل دمای هوای سطح زمین (ج) برای فصل پاییز بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱

Figure 9- Difference map of Geopotential height at the level of 500 hPa and omega of the earth's surface (a), difference of the relative rotation at the level of 500 hpa and the atmosphere thickness (b) and the difference in surface air temperature (C) for Autumn between 1986-2016 and 1961-1985

میزان تفاضل ضخامت جو نیز برای منطقه مورد مطالعه بین ۴- تا ۶ متر متغیر است که حاکی از افزایش ضخامت جو و در نتیجه پایداری بیشتر در جنوب منطقه مورد مطالعه و کاهش ضخامت جو در شمال منطقه مورد مطالعه (استان آذربایجان غربی) دارد. بطور کلی، جو پاییز منطقه نیز حاکی از تشدید پایداری و میل به جو باروتروپیک است در بخش عمده‌ای از منطقه مطالعاتی به جز ناحیه شمال غربی آن می‌باشد (شکل ۹-ب). شکل ۹-ج نقشه تفاضل دمای هوای سطح زمین را بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۶ و ۱۹۸۵-۱۹۶۱ برای فصل پاییز نشان می‌دهد. مطابق شکل، نیمه جنوبی منطقه مطالعاتی با افزایش دما و نیمه شمالی آن با کاهش دما مواجه شده است. دلیل این امر کاهش رطوبت نسبی منطقه است که تعدیل آب و هوایی را تضعیف نموده است.

نکته حائز اهمیت در بررسی نقشه‌های تفاضل دمای فصلی این است که فصول گرم سال با افزایش دما در تمامی ایستگاه‌ها و فصول سرد سال با افزایش دما در ایستگاه‌های جنوب منطقه و کاهش دمای اندک (قابل اغماض) در ایستگاه‌های شمال منطقه روبرو شده‌اند. به بیان دیگر کل منطقه مورد مطالعه، در بهار و تابستان گرمتر و در پاییز و زمستان در شمال منطقه اندکی سردتر گردیده است.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش به بررسی روند تغییرات شاخص‌های حدی دما در شمال‌غرب ایران و ارتباط آن با گردش کلی بزرگ مقیاس جو پرداخته شده است. نتایج تحقیق نشان می‌دهد تمام شاخص‌های دمایی مطلق دارای روند افزایشی هستند. بنابراین در شمال‌غرب ایران افزایش دما عمدتاً در دمای شبانه و دمای کمینه رخ داده است. مقدار شاخص TX10 و TN10 کاهش یافته است. مقدار شاخص TX90 و TN90 دارای روند افزایشی هستند. شاخص‌های FD و ID دارای روند کاهشی و شاخص‌های SU25 و TR20 دارای روند افزایشی هستند.

در شمال‌غرب ایران، تمامی ایستگاه‌ها روند افزایشی WSDI را تجربه کرده‌اند، ولی CSDI در ۷۰ درصد ایستگاه‌های منطقه دارای روند کاهشی بوده است و شاخص GSL در حال افزایش است. بر اساس نتایج تحقیقات انجام شده در سطح جهانی و در سطح کشور، روند DTR منفی می‌باشد؛ در حالی‌که این شاخص در ۶۵ درصد ایستگاه‌های شمال‌غرب ایران روند مثبت و افزایشی دارد. مشابه نتیجه فوق در تحقیقات علیجانی و فرج زاده (Alijani & Farajzadeh, 2015) نیز به‌دست آمده است. مقایسه شاخص‌های حدی گرم و سرد نشان می‌دهد که شاخص‌های گرم دارای روند مثبت و افزایشی هستند، درحالی‌که شاخص‌های سرد بیشتر روند کاهشی را نشان می‌دهند؛ به جز شاخص‌های کمینه دمای کمینه و کمینه دمای بیشینه که دارای روند مثبت در بیشتر ایستگاه‌های منطقه هستند. شیب مثبت این شاخص‌ها نیز با روند کاهشی شاخص‌های روزها و شب‌های سرد همخوانی دارد که بیانگر افزایش دما و کاهش روزها و شب‌های سرد می‌باشد. این نتایج در مطالعات مختلفی (Darand, 2015؛ Ahmadi *et al*., 2017؛ Azizzadeh & Javan, 2018؛ Nassaji Zavareh & Ghermezcheshmeh, 2023) گزارش شده است.

مطالعه گردش کلی جو منطقه با استفاده از ترسیم و تحلیل نقشه‌های تفاضل برای پارامترهای بزرگ مقیاس حاکی از تقویت پایداری جو، افزایش ضخامت آن و همچنین کاهش دمای هوای زمستانه منطقه مورد مطالعه (شمال‌غرب ایران) می‌باشد. بررسی شاخص‌های حدی اقلیمی در جنوب‌غربی چین نشان داد که تقویت گردش آنتی‌سیکلونی و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل، تغییرات اقلیمی در جنوب‌غرب چین را تشدید نموده است (Zongxing *et al*., 2012). در فصل بهار، علی‌رغم روند افزایشی ارتفاع ژئوپتانسیل و ضخامت جو که پایداری بیشتر جو را در پی خواهد داشت، شاهد افزایش دمای نزدیک به ۲ درجه‌ای منطقه نسبت به دوره ۱۹۸۵–۱۹۶۱ می‌باشیم. فصل تابستان نیز تقویت پرفشار جنب حاره و در نتیجه افزایش ۱/۲ درجه‌ای دمای هوا را نسبت به گذشته نشان می‌دهد. یان و همکاران (Yan *et al*., 2014) نیز در مطالعه خود بر روی کشور چین، به نتایج مشابهی دست یافتند. علاوه بر سایر پارامترها که تفاوت چندانی را نسبت به فصول پیش نشان نمی‌دهند، بررسی نقشه تفاضل دمای هوای سطح زمین فصل پاییز برای سال‌های ۲۰۱۶–۱۹۸۶ و ۱۹۸۵–۱۹۶۱ حاکی از آن است که کل پهنه کشور به جزء شمال‌غربی آن، با افزایش دما مواجه شده است. تنها استان آذربایجان غربی کاهش دما به میزان ۰/۴ درجه نسبت به گذشته را نشان می‌دهد. نکته حائز اهمیت در بررسی نقشه‌های تفاضل دمای فصلی این است که فصول گرم سال با افزایش دما و فصول سرد سال با کاهش دما روبرو شده‌اند. به بیان دیگر منطقه مورد مطالعه، در بهار و تابستان گرمتر و در پاییز و زمستان سردتر گردیده است.

References

1. Aguilar, E., Aziz Barry, A., Brunet, M., Ekang, L., Fernandes, A., Massoukina, M., & Thamba Umba, O. (2009). Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *114*(D2). https://doi.org/10.1029/ 2008JD011010
2. Ahmadi, M., Dadashi, A., & Ebrahimi, R. (2017). Prospects of Iran's warm climates based on the regional mesoscale model output REGCM4. *Geography*, *15*(52), 67-81. (In Persian)
3. Ahmadi, M., Lashkari, H., Keykhosravi, G., & Azadi, M. (2015). Analysis of extreme temperature indicators in the detection of climate change in Greater Khorasan. *Geography*, *13*(45), 53-75. (In Persian)
4. Alexander, L.V., Zhang, X., Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A.M.G., & Tagipour, A. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *111*(D5). https://doi.org/10.1029/2005JD006290
5. Alijani, B. (2011). Spatial analysis of daily temperatures and precipitation extremes in Iran. *Applied Research in Geographical Sciences*, *20*, 9-30. (In Persian)
6. Alijani, B., & Farajzadeh, H. (2015). Trend analysis of extreme temperature indices in the North West of Iran, *Geography and Planning*, *19*(52), 229-256. (In Persian)
7. Alijani, B., Roshani, A., Parak, F., & Heidari, R. (2012). Trends in extreme daily temperature using climate change indices in Iran, *Geography and Environmental Hazards*, *1*(2), 17-28. (In Persian)
8. Azizzadeh, M.R., & Javan, Kh. (2018). Trends of extreme temperature over the Lake Urmia basin, Iran, during 1987–2014. *Journal of the Earth and Space Physics*, *43*(4), 55-72. https://doi.org/10.22059/jesphys.2017. 233762.1006898
9. Balling, R.C., Kiany, M.S.K., & Roy, S.S. (2016). Anthropogenic signals in Iranian extreme temperature indices. *Atmospheric Research*, *169*, 96-101. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.030
10. Cao, Q., Yu, D., Georgescu, M., Han, Z., & Wu, J. (2015). Impacts of land use and land cover change on regional climate: a case study in the agro-pastoral transitional zone of China. *Environmental Research Letters*, *10*(12), 124025. https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/124025
11. Darand, M. (2015). Assessment and detection of climate change in Iran during recent decades. *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*, *9*(30), 1-14. (In Persian)
12. Dashkhuu, D., Kim, J.P., Chun, J.A., & Lee, W.S. (2015). Long-term trends in daily temperature extremes over Mongolia. *Weather and Climate Extremes*, *8*, 26-33. https://doi.org/10.1016/j.wace.2014.11.003

13. Dong, S., Yan, X., & Xiong, Z. (2013). Varying responses in mean surface air temperature from land use/cover change in different seasons over northern China. *Acta Ecologica Sinica, 33*(3), 167-171. https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2013.03.007
14. Fathian, F., Ghadami, M., Haghighi, P., Amini, M., Naderi, S., & Ghaedi, Z. (2020). Assessment of changes in climate extremes of temperature and precipitation over Iran. *Theoretical and Applied Climatology, 141*, 1119–1133. https://doi.org/10.1007/s00704-020-03269-2
15. Gohari, A., Eslamian, S., Abedi-Koupaei, J., Bavani, A.M., Wang, D., & Madani, K. (2013). Climate change impacts on crop production in Iran's Zayandeh-Rud River Basin. *Science of the Total Environment, 442*, 405-419. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.10.029
16. Guan, Y., Zhang, X., Zheng, F., & Wang, B. (2015). Trends and variability of daily temperature extremes during 1960–2012 in the Yangtze River Basin, China. *Global and Planetary Change, 124*, 79-94. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.008
17. Hamed, K.H., & Rao, A.R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of hydrology, 204*(1-4), 182-196. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X
18. IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
19. Iqbal, M.A., Penas, A., Cano-Ortiz, A., Kersebaum, K.C., Herrero, L., & Del Río, S. (2016). Analysis of recent changes in maximum and minimum temperatures in Pakistan. *Atmospheric Research, 168*, 234-249. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.016
20. Jiang, C., Mu, X., Wang, F., & Zhao, G. (2016). Analysis of extreme temperature events in the Qinling Mountains and surrounding area during 1960–2012. *Quaternary International, 392*, 155-167. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.018
21. Keggenhoff, I., Elizbarashvili, M., Amiri-Farahani, A., & King, L. (2014). Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia, 1971–2010. *Weather and Climate Extremes, 4*, 75-85. https://doi.org/10.1016/j.wace.2014.05.001
22. Klein Tank, A.M.G., Peterson, T.C., Quadir, D.A., Dorji, S., Zou, X., Tang, H., & Sikder, A.B. (2006). Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111*(D16). https://doi.org/10.1029/2005JD006316
23. Kouzegaran, S., & Mousavi Baygi, M. (2015). Investigation of meteorological extreme events in the north-east of Iran. *Journal of Water and Soil, 29*(3), 750-764. (In Persian)
24. Marengo, J.A., Jones, R., Alves, L.M., & Valverde, M.C. (2009). Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *International Journal of Climatology, 29*(15), 2241-2255. https://doi.org/10.1002/joc.1863
25. Marofi, S., Sohrabi, M.M., Mohammadi, K., Sabziparvar, A.A., & Abyaneh, H.Z. (2011). Investigation of meteorological extreme events over coastal regions of Iran. *Theoretical and applied climatology, 103*(3-4), 401-412. https://doi.org/10.1007/s00704-010-0298-3
26. Muhire, I., & Ahmed, F. (2016). Spatiotemporal trends in mean temperatures and aridity index over Rwanda. *Theoretical and Applied Climatology, 123*(1-2), 399-414. https://doi.org/10.1007/s00704-014-1353-2
27. Nassaji Zavareh, M., & Ghermezcheshmeh, B. (2023). Assessment of spatial and temporal variability of extreme temperature by ETCCDI indices (North and West of Iran). *Journal of Environment and Water Engineering, 9*(1), 95-108. (In Persian)
28. Peng, X., She, Q., Long, L., Liu, M., Xu, Q., Zhang, J., & Xiang, W. (2017). Long-term trend in ground-based air temperature and its responses to atmospheric circulation and anthropogenic activity in the Yangtze River Delta, China. *Atmospheric Research, 195*, 20-30. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.05.013
29. Pourasghar, F., Eslahi, M., & Akbarzadeh, U. (2022). Studying of the extreme temperature events in East Azerbaijan for 2009-2049. *Journal of Climate Research, 12*(48), 143-156. (In Persian)
30. Rahimzadeh, F., Asgari, A., & Fattahi, E. (2009). Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. *International Journal of Climatology, 29*(3), 329-343. https://doi.org/10.1002/joc.1739
31. Rahimzadeh, F., Hedayati Dezfouli, A., & Pourasgharian, A. (2011). Assessment of the process and extremes indices of temperature and precipitation in Hormozgan Province, *Geography and Development, 9*(21), 97-116. (In Persian)
32. Ruml, M., Gregorić, E., Vujadinović, M., Radovanović, S., Matović, G., Vuković, A., & Stojičić, D. (2017). Observed changes of temperature extremes in Serbia over the period 1961− 2010. *Atmospheric Research, 183*, 26-41. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.08.013
33. Sohrabi, M.M., Ryu, J.H., & Alijani, B. (2013). Spatial and temporal analysis of climatic extremes in the mountainous regions of Iran. *International Journal of Climate Change: Impacts & Responses, 4*(4). https://doi.org/10.18848/1835-7156/CGP/v04i04/37183
34. Soltani, M., Laux, P., Kunstmann, H., Stan, K., Sohrabi, M.M., Molanejad, M., & Zawar-Reza, P. (2016). Assessment of climate variations in temperature and precipitation extreme events over Iran. *Theoretical and Applied*

Climatology, *126*(3-4), 775-795. https://doi.org/10.1007/s00704-015-1609-5
35. Stone, B., Hess, J.J., & Frumkin, H. (2010). Urban form and extreme heat events: are sprawling cities more vulnerable to climate change than compact cities? *Environmental Health Perspectives*, *118*(10), 1425. https://doi.org/10.1289/ehp.0901879
36. Sun, W., Mu, X., Song, X., Wu, D., Cheng, A., & Qiu, B. (2016). Changes in extreme temperature and precipitation events in the Loess Plateau (China) during 1960–2013 under global warming. *Atmospheric Research*, *168*, 33-48. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.001
37. Tabari, H., & Talaee, P.H. (2011). Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005. *Journal of Hydrology*, *396*(3-4), 313-320. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.034
38. Taghavi, F., & Mohamadi, H. (2007). Investigation of return period of extreme climate events to identify the environmental consequences. *Journal of Environmental Studies. 33*(43), 11-20. (In Persian)
39. Tingley, M.P., & Huybers, P. (2013). Recent temperature extremes at high northern latitudes unprecedented in the past 600 years. *Nature*, *496*(7444), 201-205. https://doi.org/10.1038/nature11969
40. Tong, S., Li, X., Zhang, J., Bao, Y., Bao, Y., Na, L., & Si, A. (2019). Spatial and temporal variability in extreme temperature and precipitation events in Inner Mongolia (China) during 1960–2017. *Science of the Total Environment*, *649*, 75-89. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.262
41. Vincent, L.A., Aguilar, E., Saindou, M., Hassane, A.F., Jumaux, G., Roy, D., & Amelie, V. (2011). Observed trends in indices of daily and extreme temperature and precipitation for the countries of the western Indian Ocean, 1961–2008. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *116*(D10). https://doi.org/10.1029/2010JD015303
42. Vincent, L.A., & Mekis, É. (2019). Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the twentieth century. In Data, Models and Analysis (pp. 61-77). Routledge.
43. Walsh, J.E., Ballinger, T.J., Euskirchen, E.S., Hanna, E., Mård, J., Overland, J.E., & Vihma, T. (2020). Extreme weather and climate events in northern areas: A review. *Earth-Science Reviews*, *209*, 103324. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103324
44. Wang, S., Zhang, M., Wang, B., Sun, M., & Li, X. (2013). Recent changes in daily extremes of temperature and precipitation over the western Tibetan Plateau, 1973–2011. *Quaternary International*, *313*, 110-117. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.03.037
45. *World Meteorological Organization (WMO) (1986)*. "Report of the International Conference on the assessment of the role of carbon dioxide and of other greenhouse gases in climate variations and associated impacts". *Villach, Austria*. *Archived from* the original *on 21 November 2013*. Retrieved 28 June 2009.
46. World Meteorological Organization (2009). Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. Climate Data and Monitoring, WCDMP-No. 72.
47. Yan, G., Qi, F., Wei, L., Aigang, L., Yu, W., Jing, Y., & Qianqian, M. (2015). Changes of daily climate extremes in Loess Plateau during 1960–2013. *Quaternary International*, *371*, 5-21. https://doi.org/10.1016/ j.quaint.2014.08.052
48. Zhang, X.B., Aguilar, E., & Wallis, T. (2005). Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *Journal of Geophysical Research*, *110*. https://doi.org/10.1029/2005JD006181
49. Zhang, Y., Gao, Z., Pan, Z., Li, D., & Huang, X. (2017). Spatiotemporal variability of extreme temperature frequency and amplitude in China. *Atmospheric Research*, *185*, 131-141. https://doi.org/10.1016/j.atmosres. 2016.10.018
50. Zhong, K., Zheng, F., Wu, H., Qin, C., & Xu, X. (2017). Dynamic changes in temperature extremes and their association with atmospheric circulation patterns in the Songhua River Basin, China. *Atmospheric Research*, *190*, 77-88. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.012
51. Zongxing, L., He, Y., Wang, P., Theakstone, W. H., An, W., Wang, X., & Cao, W. (2012). Changes of daily climate extremes in southwestern China during 1961–2008. *Global and Planetary Change*, *80*, 255-272. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.06.008